第 37 卷第 22 期
2017 年 11 月
生 态 学 报
ACTA ECOLOGICA SINICA
Vol.37, No.22
Nov., 2017

DOI: 10.5846/stxb201609131851
朱珊娴,肖薇,张弥,王伟,沈竞,徐家平,胡勇博,温学发,李旭辉.加拿大温带落叶林生态系统氢氧同位素组成研究.生态学报,2017,37(22):7539-7551.
Zhu S X, Xiao W, Zhang M, Wang W, Shen J, Xu J P, Hu Y B, Wen X F, Li X H. Hydrogen and oxygen stable isotopic composition in a deciduous forest ecosystem in Canada. Acta Ecologica Sinica, 2017, 37(22): 7539-7551.

加拿大温带落叶林生态系统氢氧同位素组成研究

朱珊娴[1],肖 薇[1,2,*],张 弥[1,2],王 伟[1,2],沈 竞[1],徐家平[1],胡勇博[1],温学发[3],李旭辉[1]

1 南京信息工程大学大气环境中心,南京 210044
2 南京信息工程大学江苏省大气环境与装备技术协同创新中心,南京 210004
3 中国科学院地理科学与资源研究所生态系统网站观测与模拟重点实验室, 北京 100101

摘要:陆地生态系统氢氧稳定同位素能为陆地与大气的水分交换和陆地生态系统水文循环研究提供独特的示踪信息。基于2009年生长季加拿大落叶林生态系统氢氧稳定同位素组成及环境要素的观测数据,分析了生态系统不同来源液态水和大气水汽同位素组成的时空变化特征,分析了生态系统蒸散与土壤蒸发的同位素组成和同位素通量(Isoflux)的变化特征,并讨论了主要的环境控制因素。结果表明,生态系统中不同来源液态水的同位素组成差别较大,与枝条水和土壤水相比,叶片水同位素组成最富集且变化幅度最大。大气水汽 $H_2^{18}O$ 和 HDO 同位素组成随着高度升高而降低,水汽同位素值日变化呈"W"型分布,上午水汽同位素值降低,正午有一定的起伏,傍晚回升。水汽同位素组成与大气湿度有显著的相关性,大气水汽过量氘下午均值与表面相对湿度和水汽混合比的相关系数分别为-0.61($P<0.01$)和-0.57($P<0.01$)。受蒸腾速率和叶水同位素富集程度的共同作用,白天蒸散 $H_2^{18}O$ 组成在正午和傍晚高,下午低。Isoflux 的计算结果表明白天下垫面蒸散有助于大气水汽同位素富集,蒸散同位素通量最高可达 147.5 mmol m^{-2} s^{-1}‰。本研究结果能为同位素水文模型提供数据支持和理论参考。

关键词:森林生态系统;氢氧同位素;过量氘;同位素通量;蒸散

Hydrogen and oxygen stable isotopic composition in a deciduous forest ecosystem in Canada

ZHU Shanxian[1], XIAO Wei[1,2,*], ZHANG Mi[1,2], WANG Wei[1,2], SHEN Jing[1], XU Jiaping[1], HU Yongbo[1], WEN Xuefa[3], LI Xuhui[1]

1 *Yale-NUIST Center on Atmospheric Environment, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing* 210044, *China*
2 *Collaborative Innovation Center of Atmospheric Environment and Equipment Technology, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing* 210004, *China*
3 *Key Laboratory of Ecosystem Network Observation and Modeling, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100101, *China*

Abstract: Hydrogen and oxygen stable isotopes in terrestrial ecosystems can provide unique trace information for studies on water exchange between land and the atmosphere and the hydrological cycle in terrestrial ecosystems. We observed stable isotopic composition and environmental factors in a Canadian deciduous forest during the 2009 growing season. The spatial pattern and temporal variability in isotopic composition for various ecosystem water pools and atmospheric water vapor were analyzed. Further, the variability of the isotopic composition of ecosystem evapotranspiration, and soil evaporation, and

基金项目:国家自然科学基金项目(41475141, 41505005, 41575147)
收稿日期:2016-09-13; **网络出版日期**:2017-07-12

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: wei.xiao@nuist.edu.cn

their isoflux were analyzed. The main controlling environmental factors were discussed. The results indicated that the isotopic composition varied in different water pools. The isotopic composition of leaf water was more enriched and more variable with comparison to twig and soil water. The $H_2^{18}O$ and HDO composition of atmospheric water vapor ($\delta^{18}O_v$ and δD_v) decreased with increasing height, and the opposite occurred for deuterium-excess. The diurnal pattern of water vapor isotopes showed a "W" pattern, decreased during the morning, rose and fell slightly at noon, and increased in the afternoon. The isotopic composition of water vapor was significantly correlated with atmospheric moisture, and the mid-day means of the deuterium excess of atmospheric water vapor were both negatively correlated with surface relative humidity and the water vapor mixing ratio, with correlation coefficients of −0.61 ($P < 0.01$) and −0.57 ($P < 0.01$), respectively. The $H_2^{18}O$ composition of evapotranspiration was higher at noon and in the evening and lower in the afternoon because of the influence of evapotranspiration rate and leaf-water enrichment. The isoflux indicated that evapotranspiration could promote the isotopic enrichment of atmospheric water vapor, with a maximum isoflux of 147.5 mmol m^{-2} s^{-1}‰. Our results could provide data support and theory reference to the development of isotopic hydrological models.

Key Words: forest ecosystem; hydrogen and oxygen isotopes; deuterium excess; isoflux; evapotranspiration

陆地生态系统氢氧稳定同位素的研究能为陆地水循环过程研究提供准确可靠的示踪信息[1-5],目前稳定同位素方法已经被广泛地应用于古气候学、水文学和生态学等领域[6-8],被用于量化植被水分来源[9-12]、计算水分利用效率[13-14]和拆分蒸散组分等[15-17]。

在土壤蒸发和冠层蒸散过程中,由于轻重同位素的饱和水汽压和扩散率的不同,生态系统各个部分的同位素含量存在差异,这是稳定同位素应用的理论基础[18]。水的同位素分馏效应包括平衡分馏效应和动力学分馏效应,平衡分馏效应是指在水体和大气界面内水汽达到饱和状态时,轻重同位素水分子的饱和水汽压不同而引起的分馏效应。平衡分馏系数受到温度的影响,是水气界面温度的函数[19]。在温度25℃左右,HDO和$H_2^{18}O$水分子的平衡分馏系数之比为8.0[20]。动力学分馏效应是由于轻重同位素水分子的扩散率不同所致,并且受到空气湍流的影响,在植被冠层表面主要受到各阻力项影响[3,20-22]。而水汽过量氘(*d-excess*)[23]反映水汽形成时的动力学分馏效应强度,可指示蒸发或者凝结时的大气水分平衡状态以及气候条件,例如相对湿度、大气湍流强度和温度等[24-26],空气团在传输的过程中其过量氘值保持不变,而下垫面的水汽供应会改变原始气团的过量氘值[24,27],因此大气水汽过量氘能指示下垫面的水汽贡献,可用于陆地水汽循环的相关研究[28]。

稳定同位素激光光谱技术的发展使得大气水汽同位素原位连续观测成为可能。相对于以前大气冷阱/同位素质谱仪检测的方法,它为更精细时间尺度上稳定同位素的研究提供了契机。基于这一技术已经开展了许多关于大气水汽同位素的观测,近期关于大气水汽同位素的研究包括森林、城市、草地和农田等不同下垫面[24,29-30],也有试验设置不同的高度探测植被对近地面水汽过量氘的影响[26,31]。已有研究表明大气水汽同位素与大气湿度存在显著的相关性[2,24,32-35];影响水汽日变化的过程主要有水汽团的湍流混合,边界层大气的夹卷作用和下垫面蒸散水汽供应等[24,30]。以水汽过量氘(d_v)为例,水汽过量氘值下午较高,部分研究者认为是下垫面蒸散水汽的补给所致[26,31,35],也有研究者认为下午边界层顶部的夹卷作用是水汽过量氘偏高主控的原因[24]。

下垫面蒸散对于大气水汽同位素的贡献仍具有不确定性,而森林内部不同类型液态水氢氧稳定同位素组成及其分布对探索大气水汽同位素组成具有重要作用。加拿大南部的波登森林位于五大湖附近,其代表着温带地区自然再生的落叶阔叶混合林[36]。根据该森林生态系统氢氧稳定同位素和常规环境要素的同步观测资料,分析该生态系统不同液态水、不同高度大气水汽和蒸散同位素的时空分布特征,探讨蒸散对边界层水汽同位素的影响情况。本研究有助于补充扩展全球不同气候梯度和生物梯度生态系统同位素的分布特征,并为研

究森林叶水同位素富集以及陆—气之间碳水交换($^{18}O\text{-}CO_2$和$^{18}O\text{-}H_2O$)提供参考依据。

1 材料与方法

1.1 站点描述

试验站点为加拿大安大略省南部的波登森林研究站(44°19′N, 79°56′W),该站隶属于加拿大碳计划通量站(Canada Carbon Program Flux Stations)。该森林主要的树种为红枫(*Acer rubrum* L.)、北美白松(*Pinus strobus* L.)、大齿杨(*Populus grandidentata* Michx.)和白蜡木(*Fraxinus Americana* L.),所占比例分别为 52.2%、13.5%、7.7%和 7.1%[37]。冠层平均高度为 22 m,最大叶面积指数为 4.05。该站年平均温度为 6.5 ℃,年均降水量 858 mm[36]。森林土壤类型为壤砂土,沙土含量随着深度而增加[4],土壤饱和含水量为 46%[5]。本试验的观测时段为 2009 年 5 月 28 日到 8 月 20 日,处于植被生长季。

1.2 大气水汽同位素原位观测

用 δ 表示同位素组成,δ 为样品与维也纳标准平均海洋水(Vienna Standard Mean Ocean Water, V-SMOW)同位素比率的千分差,即:

$$\delta = (\frac{R_{sample}}{R_{V\text{-}SMOW}} - 1) \times 1000, ‰ \quad (1)$$

其中,R_{sample}为样品^{18}O与^{16}O(或 D 与 H)同位素比值,$R_{V\text{-}SMOW}$为标准水同位素比值,其中$^{18}O/^{16}O = 2.0052 \times 10^{-3}$, $D/H = 1.5576 \times 10^{-4}$(Hayes,1983);$\delta^{18}O$ 为 $H_2^{18}O$ 同位素组成,δD 为 HDO 同位素组成。

过量氘表征氢氧稳定同位素分馏的差异,表达式为:

$$d = \delta D - 8\delta^{18}O, ‰ \quad (2)$$

大气水汽的 HDO 和 $H_2^{18}O$ 组成(δD_v和 $\delta^{18}O_v$)的观测采用闭路式观测方法,在冠层以上距离地面 25.8 m 和 36.8 m 通量塔上各设置 1 个进气口,在土壤上方 0.45 m 和 1.45 m 高度处各设置 1 个进气口。观测仪器为可调谐二极管激光光谱分析仪(型号 TGA100A, Campbell Scientific Inc.,美国)。该试验每周一到周五,TGA 测量冠层上方 25.8 m 和 36.8 m 两个高度大气的水汽同位素组成,周六和周日则测量土壤上方 0.45 m 和 1.45 m 两个高度的大气水汽同位素组成。

为避免水汽在采样管内壁凝结,用加热带加热样品室、采样管和同位素分析仪,确保采样管内温度都高于 40 ℃[2]。因同位素分析仪在测量水汽同位素时存在浓度依赖性,为了消除其对观测结果的影响,采用滴定蒸发系统和干空气机相结合的方式,激发出几股水汽浓度不同但同位素组成相同的水汽,用于标定观测结果[2,7,29,38]。同位素分析仪的采样频率为 1 Hz,在滴定装置温度为 15 ℃时,$\delta^{18}O_v$和 δD_v的测量精度为 0.11‰和 1.1‰[24]。

1.3 通量廓线法计算蒸散同位素组成

本研究采用通量廓线法计算生态系统蒸散水汽和土壤蒸发水汽的同位素比率,如下:

$$R_{ET} = R_d \times \frac{x_2 - x_1}{x'_2 - x'_1} \times \frac{x'_3 - x'_4}{x_3 - x_4} \quad (3)$$

其中,R_d为校准水的^{18}O与^{16}O(或 D 与 H)同位素比值,x 为仪器观测的 $H_2^{16}O$ 混合比,x'表示 $H_2^{18}O$(或 HDO)的混合比,下标 1 和 2 表示两个校准水汽,3 和 4 分别表示上下进气口的环境大气水汽[2]。冠层蒸散水汽的同位素组成采用 25.8 m 和 36.8 m 观测的大气水汽同位素比率计算得到,土壤蒸发水汽的同位素组成则是根据 0.45 m 和 1.45 m 观测数据得到。

1.4 同位素通量的计算方法

同位素通量(Isoflux)可以衡量下垫面蒸散对于水汽同位素的贡献[2],通过如下公式获得:

$$\text{Isoflux} = (\delta_{ET} - \delta_v) \times F_{ET} \quad (4)$$

其中,δ_{ET}为生态系统蒸散(或土壤蒸发)同位素组成,δ_v为大气水汽同位素组成,F_{ET}为生态系统蒸散(或土壤

蒸发)速率。

1.5 生态系统不同来源液态水同位素观测

本试验观测叶片水、枝条水、土壤水、地下水和降水等生态系统水源液态水的同位素组成。选取红枫、大齿杨和白蜡木 3 种主要树种的枝条和叶片,去除中心叶脉后密封冷藏,枝条选取非绿色枝条去除韧皮部后密封冷藏。每 2—5 d 进行一次采样,采样时间为东部标准时间的 12:00,采样时保证叶片表面没有水分残留,在试验期间一共有 26 次采样[5]。每周采集一次土壤样品,深度分别为 5、10、50 cm,密封冷冻。每次降水时采集降水水样,使用直径为 15 cm 的塑料漏斗放在绝热聚乙烯塑料瓶上收集降水。地下水是从水井中采样,本次实验期间共采集两次地下水。所有液态水同位素组成用质谱仪(型号 Delta Plus XL,Thermo Fisher Scientific,德国)测量,$\delta^{18}O$ 和 δD 的测量精度分别为 0.1‰和 1.3‰[5,32]。

1.6 涡度相关通量和气象因子观测

在通量塔 33.4 m 高度处搭载有闭路式涡度相关系统测量整个生态系统的水汽通量、感热潜热通量、二氧化碳通量和动量通量,主要仪器为三维超声风速计(型号 CSAT3,Campbell Scientific Inc.,美国)和红外气体分析仪(型号 Li-6262,LI-COR,美国)。在同一高度安装微气象观测系统,用于测量气温和相对湿度(型号 HMP45A,Vaisala,芬兰)以及长波辐射(型号 CNR1,Campbell Scientific Inc.,美国),在 42 m 高度处测量入射光合有效辐射(型号 Li-190SB,LI-COR,美国)。其他配套观测包括叶片湿度(型号 237,Campbell Scientific Inc.,美国)、降水量(型号 Belfort,Baltimore,美国)、土壤温度(型号 105T,Campbell Scientific Inc.,美国)和土壤含水量(型号 CS615-L,Campbell Scientific Inc.,美国)。

2 结果与分析

2.1 生态系统不同来源液态水同位素组成的变化特征

加拿大落叶林生态系统液态水(降水、土壤水、枝条水和叶片水)的 $H_2^{18}O$ 和 HDO 组成时间序列如图 1 所示。整个生长季降水的 $H_2^{18}O$ 和 HDO 组成($\delta^{18}O_P$ 和 δD_P)平均值分别为(−7.3±2.1)‰和(−54.5±0.3)‰,波动范围分别为−14.6‰—−0.2‰和−115.2‰—−9.8‰。不同深度土壤水的 $H_2^{18}O$ 和 HDO 组成($\delta^{18}O_S$ 和 δD_S)变化趋势基本一致,土壤越深,$\delta^{18}O_S$ 和 δD_S 波动越平缓,5、10、50 cm 深度土壤水 $\delta^{18}O_S$ 的平均值分别为(−7.5±2.1)‰、(−7.4±1.6)‰和(−7.9±0.8)‰,δD_S 的平均值分别为(−64.5±15.4)‰、(−62.3±11.6)‰和(−66.5±5.6)‰。地下水 $H_2^{18}O$ 和 HDO 组成($\delta^{18}O_G$ 和 δD_G) 的平均值分别为(−12.3±0.2)‰和(−83.9±1.3)‰。3 个树种枝条水 HDO 和 $H_2^{18}O$ 组成存在明显差异,其 $\delta^{18}O_W$ 的平均值为(−8.8±1.4)‰、(−9.0±1.2)‰和(−8.5±0.9)‰,δD_W 的平均值为(−75.9±6.0)‰、(−74.6±7.9)‰和(−72.6±5.5)‰。白蜡木、白杨和红枫三种树木叶片水 $H_2^{18}O$ 组成($\delta^{18}O_L$)的平均值为(5.8±4.8)‰、(5.0±4.9)‰和(9.3±5.0)‰;叶片水 HDO 组成(δD_L)的平均值为(−40.3±16.6)‰、(−40.0±16.0)‰和(−36.0±14.4)‰。综上所述,地下水的同位素富集程度最低,叶片水同位素富集程度最高;叶片水和降水同位素组成的变化范围较大。

图 2 显示,生长季内降水过量氘(d_P)的平均值为(3.9±0.2)‰。d_P 波动范围较大,最大值为 10.9‰(DOY160,6 月 9 日),最小值为−20.4‰(DOY176,6 月 25 日)。不同深度 5、10、50 cm 土壤水过量氘(d_S)的平均值分别为(−4.9±4.3)‰、(−3.5±2.4)‰和(−3.2±2.4)‰。土壤各层中表层土壤水 d_S 的变化幅度最大,最大值为 3.0‰(DOY177,6 月 26 日),最小值为−14.2‰(DOY170,6 月 19 日),10、50 cm 深土壤水的 d_S 基本相等。地下水过量氘(d_G)比浅层土壤水高,其均值为(14.2±0.7)‰。白蜡木、白杨树和红枫三个树种枝条水过量氘(d_W)均值分别为:(−5.5±6.4)‰、(−2.4±3.1)‰和(−4.8±3.8)‰。白蜡木的 d_W 变化振幅最大达到 25.8‰,变化幅度最小的是白杨树,为 12.2‰。相比于生态系统其他液态水,叶片水的过量氘(d_L)数值最低并且波动幅度最大,以上 3 种树木 d_L 平均值依次为(−86.5±26.8)‰、(−79.7±26.7)‰和(−110.5±29.5)‰,且 3 种树木变化趋势较为一致,其中白杨树叶片水过量氘较高,变化范围为−144.6‰—−31.7‰之间,红枫叶片水过量氘含量最低并且最为离散,在−180.4‰—−45.1‰范围内波动。

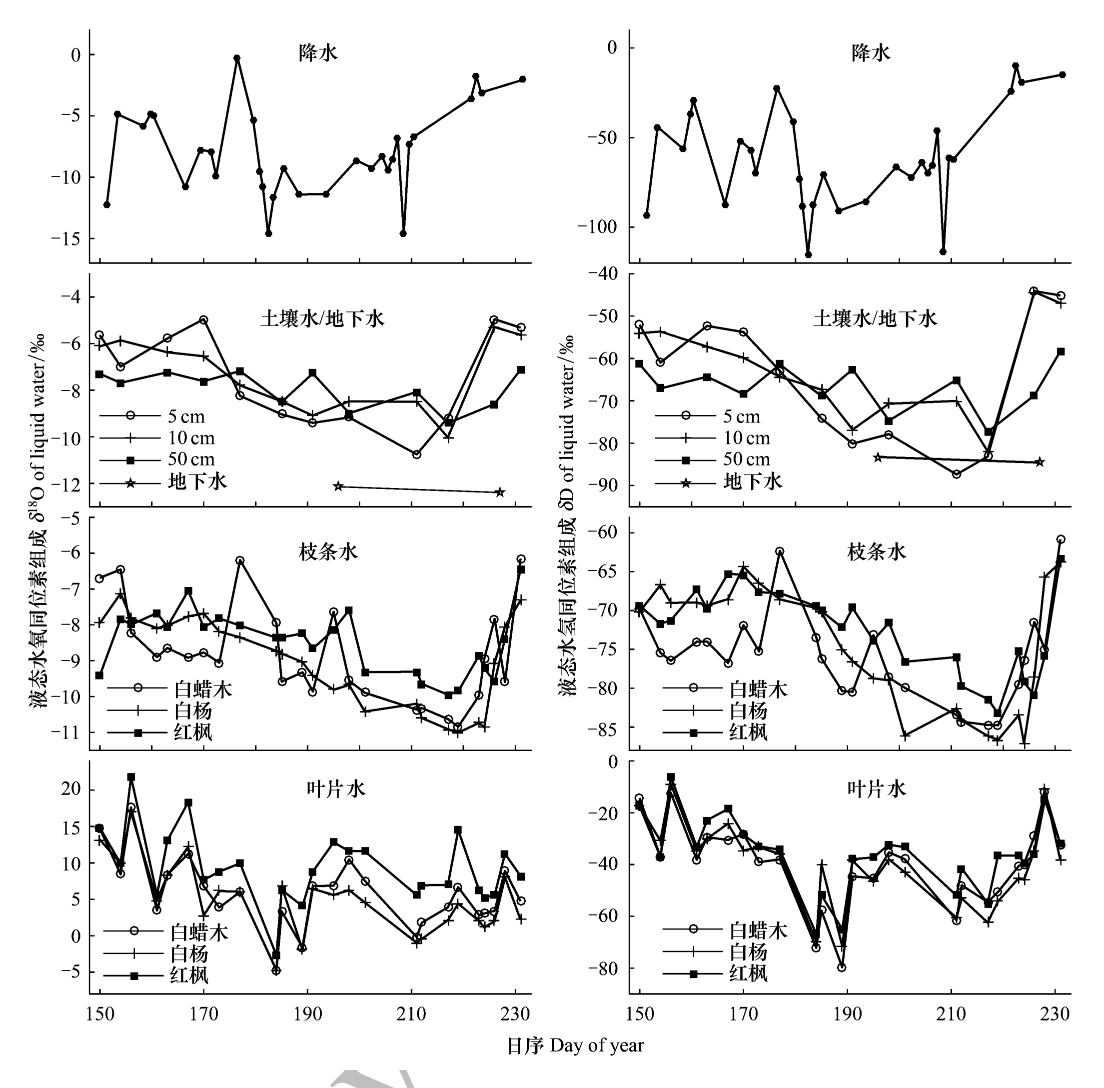


图 1　2009 年森林生态系统不同液态水(降水、土壤水、地下水、枝条水和叶片水)**的 δ^{18}O 和 δD 时间序列图**

Fig.1　Time series of δ^{18}O and δD for different ecosystem water pools (including precipitation, soil water, ground water, twig water and leaf water) **in the forest, 2009**

2.2　大气水汽同位素组成的时空变化特征

冠层上下大气水汽同位素组成的时间变化特征如图 3 所示。4 个观测高度(近地面:0.45 m 和 1.45 m、冠层上方:25.8 m 和 36.8 m)的大气水汽 $\delta^{18}O_v$ 的平均值分别为(−18.4±3.0)‰、(−18.6±3.1)‰、(−19.8±2.9)‰和(−20.0±3.0)‰;δD_v 分别为(−138.2±21.2)‰、(−138.9±21.7)‰、(−143.5±21.6)‰和(−144.2±21.4)‰;d_v 均值分别为(8.3±11.4)‰、(9.3±11.4)‰、(14.5±9.5)‰和(15.9±9.1)‰。冠层上方大气水汽的同位素富集程度比近地面偏低,近地面水汽同位素组成变化幅度更大;相邻两个观测高度上同位素组成差异较小。需要指出的是近地面和冠层上方的观测不是同时开展的,以上比较只限于该生长季的平均状况。

图 4 显示,不同高度大气水汽同位素组成存在差别,$\delta^{18}O_v$ 和 δD_v 随着高度上升而减小,d_v 随着高度的升高逐渐增加。近地面 $\delta^{18}O_v$ 和 δD_v 分布呈现"W"的日变化特征,日出后逐渐减小,且在 10:00 和 15:00 左右分别达到极低值,13:00 前后达到白天最大值,夜间则保持在较高水平。冠层上方 $\delta^{18}O_v$ 和 δD_v 呈现白天低夜间高的日变化特征,上午逐渐降低,12:00—19:00 出现小幅波动,15:00 达到小高峰,19:00 之后 $\delta^{18}O_v$ 逐渐回升。d_v 白天高夜间低,上午逐渐升高,近地面大气 d_v 日变化幅度大于冠层上方大气,0.45 m 高度处 d_v 最大值(19.0‰)出现在正午时刻,最低值(2.4‰)在凌晨。冠层上方(25.8 m)大气 d_v 日组分变化范围为 9.5‰—21.1‰,最低值和最高值分别出现在早上 6:00 和上午 10:00 左右,整个下午都维持较高水平内,下午 18:00 之

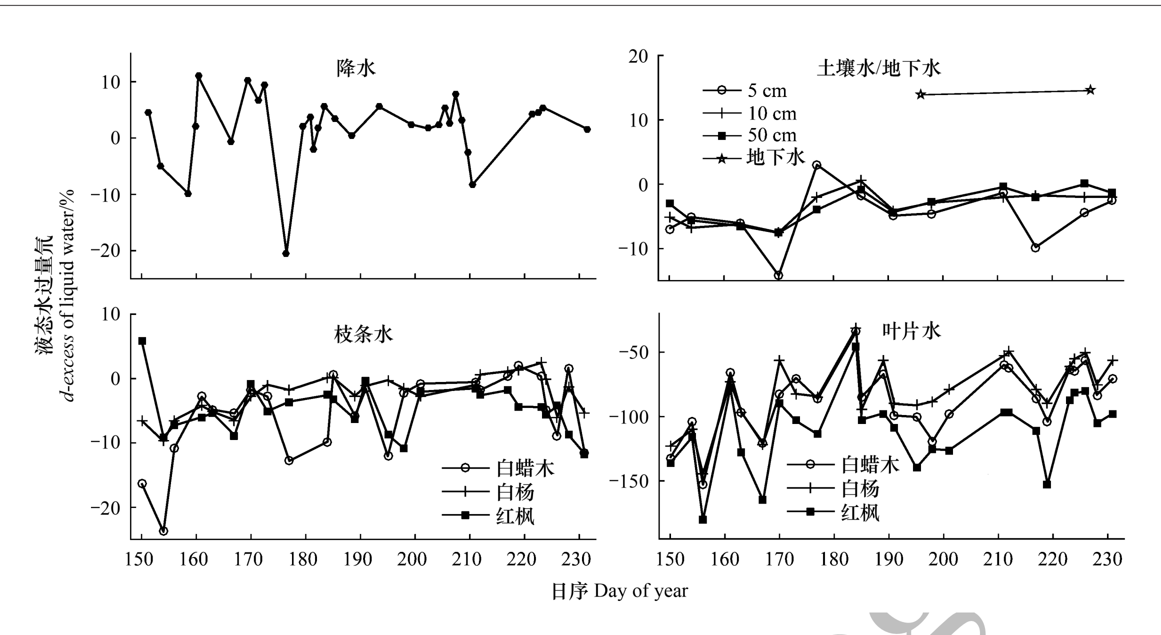


图 2 2009 年森林生态系统不同液态水过量氘的时间序列图

Fig.2 Time series of deuterium excess for different ecosystem water pools in the forest, 2009

后逐渐下降。夜间边界层逐渐稳定,蒸散减弱,近地面和冠层上方 d_v 分层明显,变化平缓。

2.3 土壤蒸发和森林生态系统蒸散 $\delta^{18}O$ 的时间变化特征

由于傍晚到次日凌晨上下进气口水汽浓度差异很小,公式 3 的分母非常小,$\delta^{18}O_E$ 和 $\delta^{18}O_{ET}$ 的观测结果误差较大,因此只讨论 9:00—19:00 的变化情况。图 5 显示,9:00 以后 $\delta^{18}O_E$ 逐渐降低,13:00 达到最小值 -15.2‰,下午稳定在-7.0‰左右。而 $\delta^{18}O_{ET}$ 在 9:00—19:00 呈现"M"型的变化特征(图 5)。正午和 15:00 分别达到双高峰-1.2‰和-1.1‰,15:00 和 19:00 都是低谷值在-10.0‰左右,19:00 之后迅速升高。9:00—19:00之间 $\delta^{18}O_{ET}$ 的平均值为-5.7‰,日变化范围为-11.2‰—1.1‰。

2.4 同位素通量的时间变化特征

图 6 显示,9:00—19:00 冠层上方和近地面的同位素通量都大于 0,近地面和冠层上方大气水汽 $\delta^{18}O_v$ 均出现富集现象。冠层上方同位素通量在白天呈现"M"型分布,在 12:00 和 16:00 达到高峰值,最高为 147.5 mmol $m^{-2}s^{-1}$‰,15:00 左右较低为 66.9 mmol $m^{-2}s^{-1}$‰。土壤上方同位素通量波动起伏频繁,其白天高夜间低,8:00 左右近地面 $\delta^{18}O$ 通量小于 0,而该时刻近地面 $\delta^{18}O_v$ 迅速下降(图 4),9:00 点达到最大值 43.0 mmol $m^{-2}s^{-1}$‰,正午时刻近地面 $\delta^{18}O$ 通量较小为 3.7 mmol $m^{-2}s^{-1}$‰。观测数据显示,白天土壤蒸发和生态系统蒸散都有使大气 $H_2^{18}O$ 更加富集的趋势。

3 讨论

3.1 森林生态系统不同来源水分同位素 δD-$\delta^{18}O$ 关系

各水体中氢氧稳定同位素都存在一定的相关关系。在陆地生态系统中,降水、土壤水、地下水和大气水汽的 δD-$\delta^{18}O$ 关系有各自的特征但是也存在一定规律。图 7 显示,当地大气降水线(LWL)为 $\delta D=7.7\delta^{18}O-0.8$ ($R^2=0.95$, $P<0.01$),与全球大气降水线有轻微偏离[39]。各地的大气降水线受到当地气象环境因素控制以及下垫面水汽供应的影响,其斜率与截距有所不同[40]。比如,中国大气降水线斜率为 7.48,而在中国中南部地区春季由于大气干燥,降雨的再蒸发导致该区域降水重同位素明显富集,降水线斜率为 5.36[41]。当地土壤水氢氧稳定同位素的分布(当地蒸发线 LEL)为 $\delta D=7.4\delta^{18}O-8.3$ ($R^2=0.93$, $P<0.01$),斜率和当地大气降水线(LWL)非常接近,主要是因为该森林冠层密闭度较高,土壤蒸发弱。水汽蒸发面的蒸发强度越大,LEL 的斜率越低。例如澳洲南部的寒温带森林,由于冠层覆盖度不高,其表层土壤水蒸发线的斜率为 3.7[42]。本研究

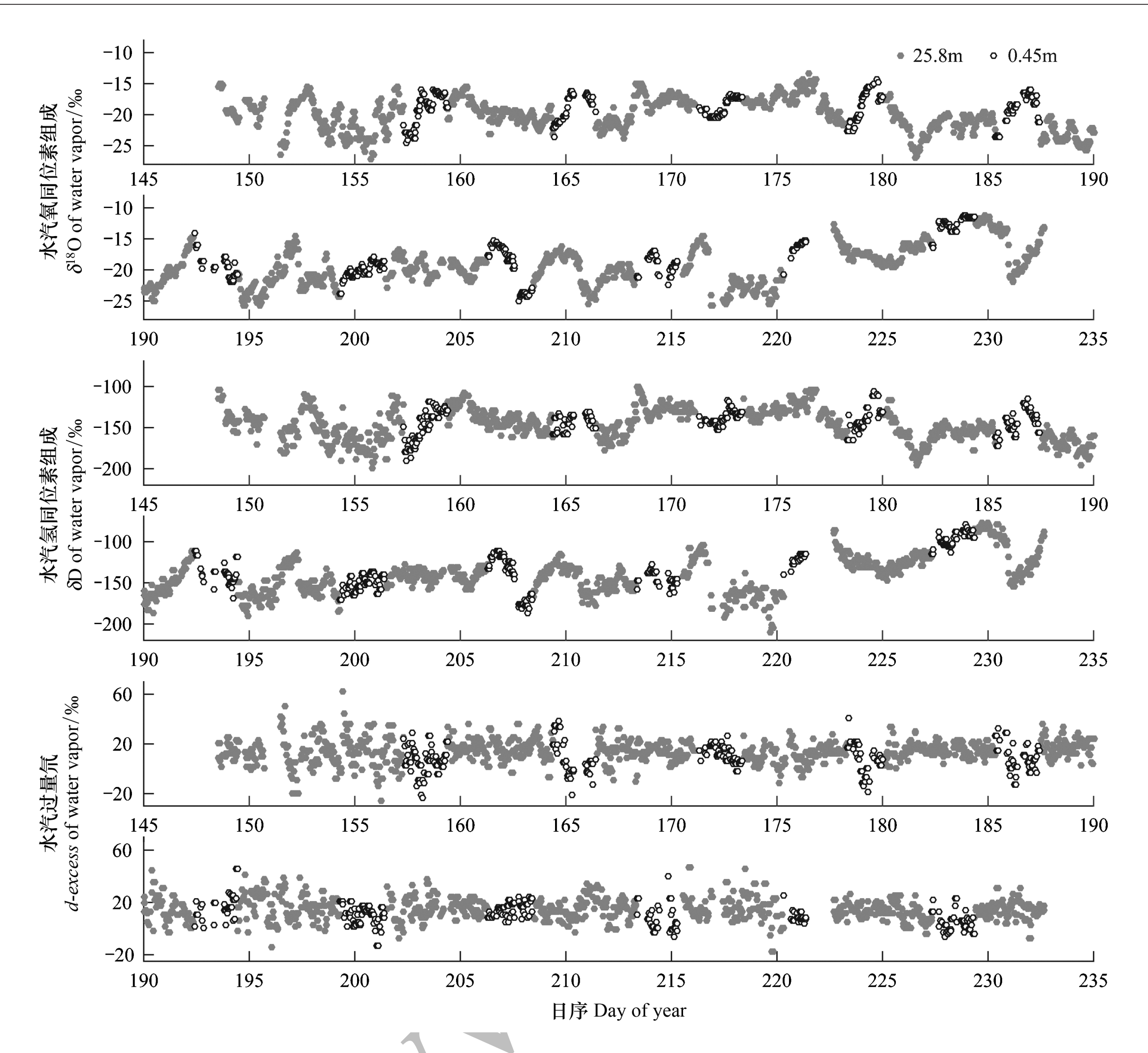


图 3　2009 年森林生态系统上方(25.8 m 圆点)和近地层(0.45 m 圆圈)大气水汽同位素组成的时间序列

Fig.3　Time series of the isotopic composition of atmospheric water vapor above the forest canopy (25.8 m dots) **and near the soil surface, 2009** (0.45 m circles)

的森林所在地的五大湖区,湖水蒸发线的斜率为 8,受到蒸发、高纬度的重同位素贫化的降水补给和地表径流等的综合作用使其斜率与 GMWL 相等[43]。但是在更低纬度的湖泊蒸发线斜率较低,如中国东部浅水湖泊太湖全年 LEL 斜率低至 5.5[44]。相比于较为封闭的湖泊,同纬度区域的河流蒸发线的斜率一般较高,例如北美所有河流水线(RWL)的斜率为 8.2[45],而中国湘江流域河流的 LEL 斜率为 8.02[46]。本研究中森林生态系统地下水分布在当地大气降水线的左侧,比土壤水氢氧稳定同位素更加贫化。位于大气降水、土壤水以及水汽相接处,这也表明地下水的来源是区域或更大尺度上的降水和地表径流。

蒸腾和蒸发过程中的同位素动力学分馏效应,使叶片水重同位素比枝条水更富集,大气水汽最贫化。枝条水氢氧同位素分布集中在土壤水周围,并且位于 LEL 右侧,表明植被根系吸收到枝条传输过程的同位素分馏作用很弱。该森林各树种的根系同位素分布存在轻微差异,白蜡木枝条过量氘变化幅度大(图 2),说明其根系分布在浅层土壤居多[5]。与降水相比叶片水 δ^{18}O 更富集,其氢氧稳定同位素的关系(叶片水蒸腾线[47])为 $\delta D_L = 3.2\delta^{18}O_L - 60.3$($R^2 = 0.69$, $P<0.01$),斜率较小,主要是受到当地环境要素(湿度和温度)的影响[48-49]。已有研究表明大气湿度较低时,叶片水蒸腾线斜率也较低,在半干旱地区几种叶片的平均值分布在 2.1—2.8 之间[50],说明植被蒸腾过程中存在较强的动力学分馏过程[48,51]。水汽中氢氧同位素组成明显低于叶片水,该森林冠层内外大气水汽 δD_v-$\delta^{18}O_v$ 的回归关系式为 $\delta D_v = 7.2\delta^{18}O_v - 2.1$($R^2 = 0.84$, $P<0.01$),其中上下层水汽同位素分布略有差异,冠层上方和近地面水汽 δD_v-$\delta^{18}O_v$ 斜率分别为 7.25 和 7.03。大气水汽氢氧同位素较为

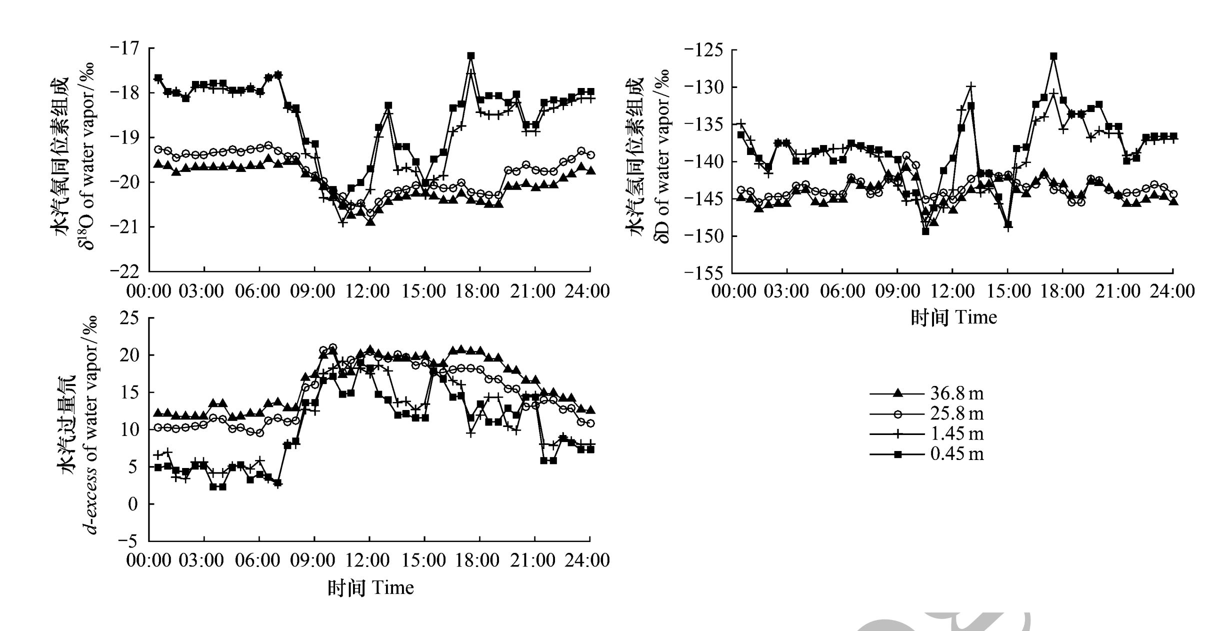


图 4 森林生长季大气水汽同位素组成的日组分特征

Fig.4 Diurnal composites of the isotopic composition of atmospheric water vapor during the growing season of forest

贫化且分布在大气降水线附近[26,31]，其斜率显著高于叶片水蒸腾线斜率，而略低于大气降水线斜率，这是由于 HDO 的扩散系数比 $H_2^{18}O$ 大，在下垫面水汽蒸发以及云下二次蒸发过程中其分馏速率相对较大所致[34,52]。研究森林生态系统不同来源水 δD-$\delta^{18}O$ 分布，并分析其对于环境要素的响应，对于稳定同位素分馏机制的理论研究具有重要的意义。

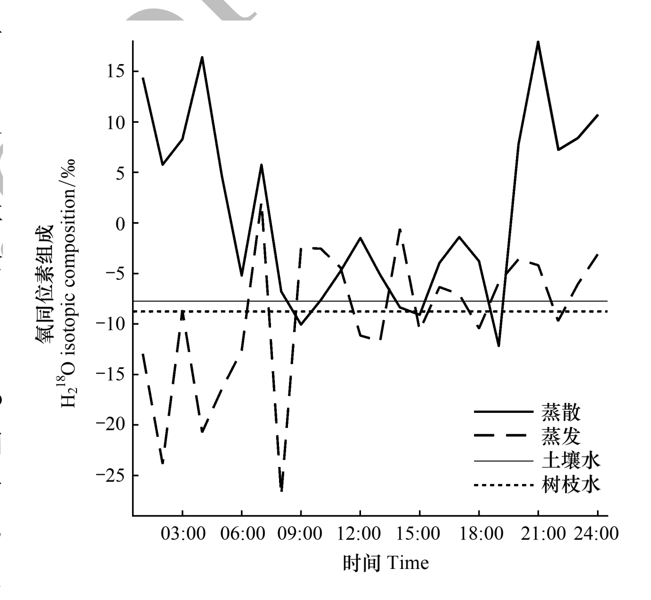


图 5 森林生态系统土壤蒸发、生态系统蒸散 $\delta^{18}O$ 的日组分特征

Fig. 5 Diurnal variation of $\delta^{18}O$ for soil evaporation and ecosystem evapotranspiration in the forest

3.2 大气湿度对 d_v 的影响

大气湿度是指示大气 d_v 最佳的气象要素[33]。Welp 等[24]根据同一站点下午均值水汽过量氘（d_v）与大气相对湿度（RH_S）得出 d_v 与 RH_S 的线性回归系数为 −0.22‰/%（$R=-0.57$，$P<0.01$），本研究为 −0.37‰/%（$R=-0.57$，$P<0.01$）。图 8 显示，该森林半小时平均 d_v 随着 RHs 的变化率（d_v/RHs）为 −0.55‰/%（$R=-0.38$，$P<0.01$），冠层上方和冠层内部分别为 −0.54‰/%（$R=-0.47$，$P<0.01$）和 −0.55‰/%（$R=-0.33$，$P<0.01$）。许多研究也表明 d_v 与 RH_S 存在显著的负相关性[25,53]，说明下垫面对大气水汽同位素的贡献不可忽略。当然，水汽过量氘值还受控于水汽来源蒸发环境，Pfahl 和 Wernli[54]用后向轨迹模拟出海洋表面 20 m 相对湿度与 d_v 之间的相关系数达到 −0.84。

图 8 显示，在下午 12:00—18:00 期间，d_v 随着大气水汽混合比（w）的增加而减小，其变化率为 −1.84‰/（mmol mol^{-1}）（$R=-0.41$，$P<0.01$），冠层上方和下方 d_v/w 分别为 −1.58‰/（mmol mol^{-1}）（$R=-0.42$，$P<0.01$）和 −1.88‰/（mmol mol^{-1}）（$R=-0.39$，$P<0.01$）；d_v 与 w 下午均值的相关性为 −0.61（$P<0.01$）。已有研究结果指出水汽同位素组成与 w 呈现对数分布关系[2-3,30,35]，这种关系说明水汽团在平移过程中发生瑞利分馏。尽管瑞利分馏不影响水汽过量氘[55]，但是本研究中 d_v 与 w 的块平均依然分布在 d_v 与 w 对数关系曲线周围，如 8 所示，d_v 与 w 的对数关系为 $y=46.97-10.52\ln(x)$。

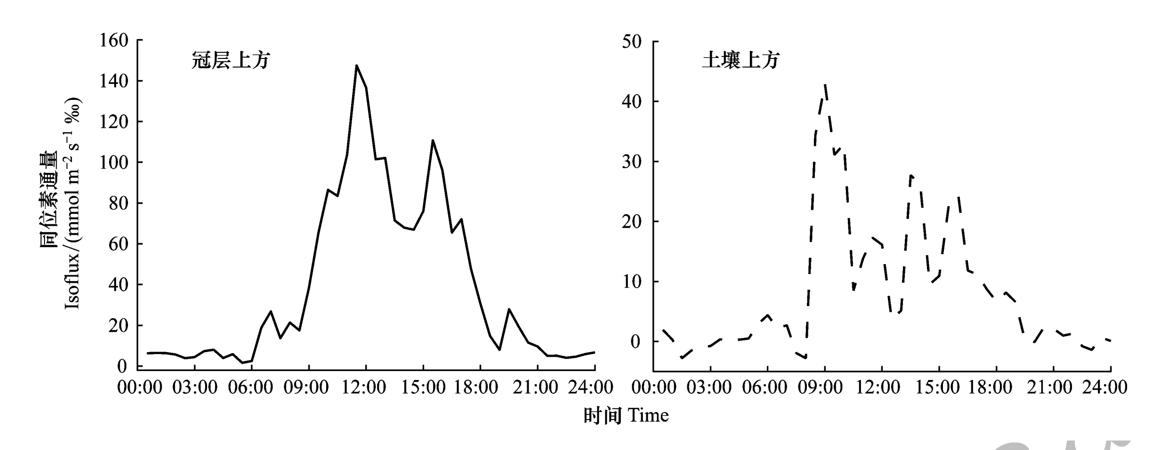


图 6　森林冠层上方和土壤上方 $H_2^{18}O$ 同位素通量的日组分特征

Fig.6　Diurnal composites of $H_2^{18}O$ isoflux above the forest canopy (top panel) and near the soil surface (bottom panel)

3.3　土壤蒸发和生态系统蒸散对大气水汽同位素组成的影响

蒸散同位素组成受环境条件和叶片水同位素富集程度的共同影响,同时也影响着大气水汽同位素组成。同位素稳态假设指蒸腾水汽的同位素组成与进入植物体的水分的相等[56],但是研究者发现这样的状态一般很难达到[57],它取决于叶片表面湿度以及叶片水的周转速率[58]。在正午前后,蒸腾速率快、叶水周转时间短,蒸腾趋于同位素稳态[17]。12:00—15:00 期间,相对湿度很低,蒸腾速率较强,此时间段蒸腾同位素接近枝条水同位素(趋于稳态)[37,59-61]。15:00 之后,相对湿度开始增加,加之下午叶片水同位素较富集[15],因此蒸散 $\delta^{18}O_{ET}$ 迅速增加。有研究表明,蒸腾作用促使边界层大气重同位素富集[2],但是过量氘对蒸散强度如何响应则缺乏研究。本文结果显示冠层上方和近地面大气 d_v 与 F_{ET}(F_E)分别呈极显著相关关系($R=0.10$, $P<0.01$; $R=0.39$, $P<0.01$),线性回归系数分别为 3.34‰/(mmol m^{-2}s^{-1})和 12.4‰/(mmol m^{-2}s^{-1})。在 12:00—18:00 期间,d_v 与 F_{ET}(F_E)的日均值之间也呈现极显著的相关性,相关系数分别为 0.25($P<0.01$)和 0.54($P<0.01$)。

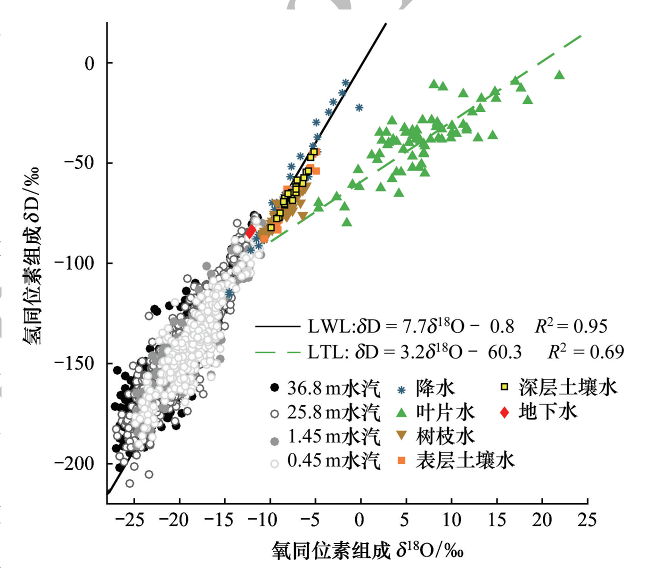


图 7　加拿大落叶林生态系统不同液态水和大气水汽的 $H_2^{18}O$ 和 HDO 组成关系图

Fig.7　The relationship of $\delta^{18}O$ and δD for different ecosystem water pools and atmospheric water vapor in the Canada deciduous forest

已有研究表明,大气水汽同位素组成主要受到平流气团、边界层夹卷和下垫面蒸散发控制[24,26,31]。平流气团在较长的时间尺度上影响水汽同位素组成,因此大气水汽同位素随着天气过程的演替存在周期性变化(图 3)。早上湍流发展并逐渐增强,使上层具有较低氢氧同位素组成和高过量氘大气进入边界层[24,30],因此早上 $\delta^{18}O_v$ 和 δD_v 迅速降低而 d_v 上升。Welp 等[24]根据 SiLSM 模型[62]和 ISOLES 模型发现下垫面蒸散对大气水汽同位素组成的日组分变化可能有重要贡献。图 3 中 $\delta^{18}O_v$ 在白天 12:00—18:00 先升高后下降,而同位素通量白天均为正表明下垫面蒸散和土壤蒸发对于大气水汽同位素组成上升均有促进作用(图 6)。该森林土壤蒸发较弱,对大气水汽 $H_2^{18}O$ 富集的最大贡献率为 43.0 mmol m^{-2}s^{-1}‰;蒸散对水汽 $H_2^{18}O$ 组成的增加最大贡献率可达 147.5 mmol m^{-2}s^{-1}‰。15:00 时蒸腾速率最大,此时 $\delta^{18}O_{ET}$ 较低接近木质部 $\delta^{18}O$ 值(图 5),结合图 6

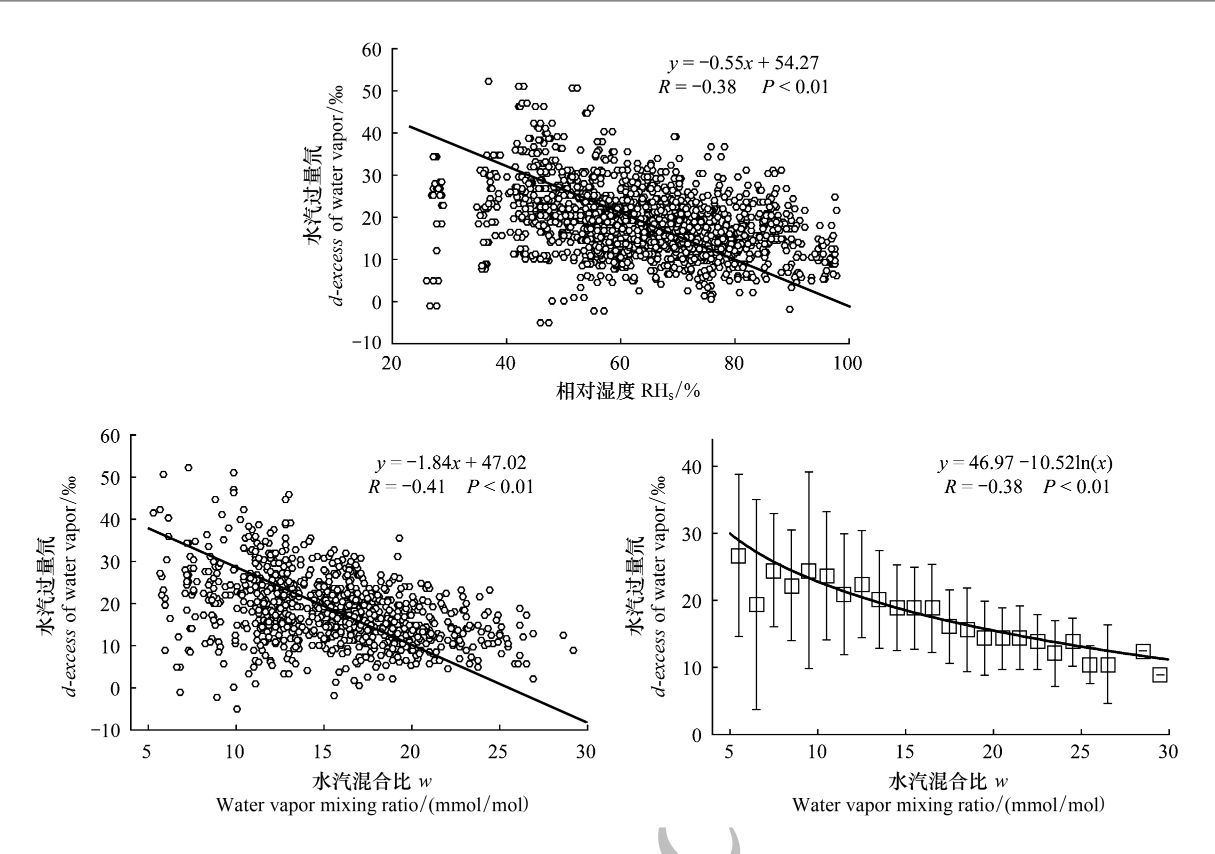


图 8 森林上方下午(12:00—18:00) d_v 与表面相对湿度、水汽混合比和分布

Fig.8 d_v versus surface relative humidity (RH_S) and water vapor mixing ratio (w) in the afternoon (12:00—18:00) above the forest canopy

同位素通量日变化,推断当植被趋于稳态时,蒸腾对于 $\delta^{18}O_v$ 增加有促进但贡献不大。在非稳态条件下,特别是植被蒸腾也较大时,蒸腾对于水汽同位素组成有较强富集作用。但是大气水汽同位素组成白天仍低于夜间,表明大气水汽同位素组成日变化的主要控制过程并不是下垫面蒸散,而是受大气平流和边界层夹卷等多个过程综合控制。

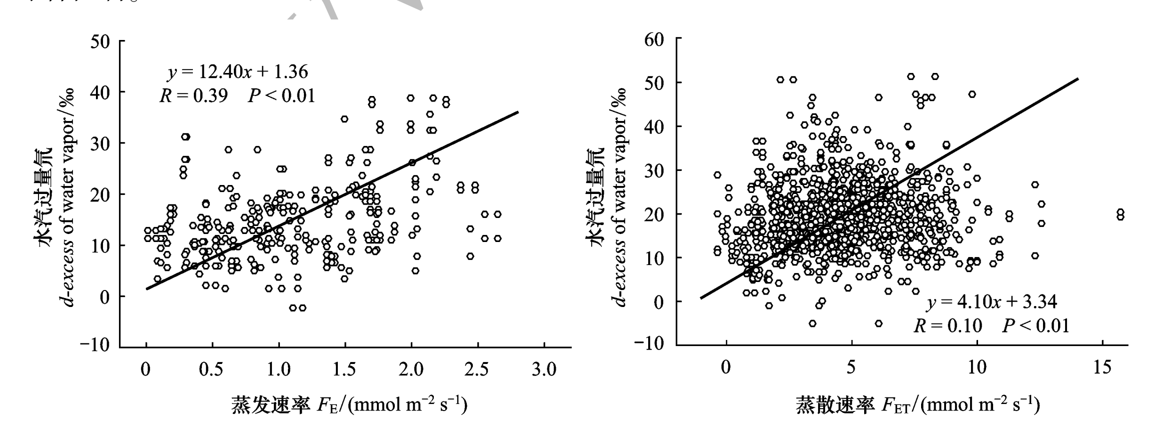


图 9 d_v 与森林生态系统蒸散和土壤蒸发之间的关系(12:00—18:00)

Fig.9 Correlation between d_v with forest ecosystem evapotranspiration and soil evaporation in the afternoon (12:00—18:00)

4 结论

本研究根据加拿大落叶林生长季不同来源液态水以及大气水汽同位素组成的观测数据,发现该森林生态

系统不同来源液态水同位素组成存在明显差异,冠层上方水汽同位素比土壤上方贫化。水汽过量氘与大气湿度存在显著的负相关关系,与蒸散蒸发速率存在显著的正相关关系。白天生态系统蒸散和土壤蒸发都会使大气水重汽同位素富集。蒸散水汽中氧同位素组成在正午和傍晚较高,下午较低,这与蒸腾速率和叶片水重同位素富集有关。因此,在蒸散同位素模拟研究中,需要考虑时间变化特征及环境要素的影响。

参考文献(References):

[1] Lee X, Smith R, Williams J. Water vapour $^{18}O/^{16}O$ isotope ratio in surface air in New England, USA. Tellus B, 2006, 58(4): 293-304.

[2] Lee X, Kim K, Smith R. Temporal variations of the $^{18}O/^{16}O$ signal of the whole-canopy transpiration in a temperate forest. Global Biogeochemical Cycles, 2007, 21(3): GB3013.

[3] Lee X, Griffis T J, Baker J M, Billmark K A, Kim K, Welp L R. Canopy-scale kinetic fractionation of atmospheric carbon dioxide and water vapor isotopes. Global Biogeochemical Cycles, 2009, 23(1): GB1002.

[4] Santos E, Wagner-Riddle C, Lee X, Warland J, Brown S, Staebler R, Bartlett P, Kim K. Use of the isotope flux ratio approach to investigate the $C^{18}O^{16}O$ and $^{13}CO_2$ exchange near the floor of a temperate deciduous forest. Biogeosciences, 2012, 9(7): 2385-2399.

[5] Santos E, Wagner-Riddle C, Lee X, Warland J, Brown S, Staebler R, Bartlett P, Kim K. Temporal dynamics of oxygen isotope compositions of soil and canopy CO_2 fluxes in a temperate deciduous forest. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2014, 119(5): 996-1013.

[6] Jouzel J, Merlivat L, Lorius C. Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. Nature, 1982, 299(5885): 688-691.

[7] Lee X, Sargent S, Smith R, Tanner B. In situ measurement of the water vapor $^{18}O/^{16}O$ isotope ratio for atmospheric and ecological applications. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2005, 22(5): 555-565.

[8] Xiao W, Wen X F, Wang W, Xiao Q T, Xu J Z, Cao C, Xu J P, Hu C, Shen J, Liu S D, Lee X. Spatial distribution and temporal variability of stable water isotopes in a large and shallow lake. Isotopes in Environmental and Health Studies, 2016, 52(4/5): 443-454.

[9] Dodd M B, Lauenroth W K, Welker J M. Differential water resource use by herbaceous and woody plant life-forms in a shortgrass steppe community. Oecologia, 1998, 117(4): 504-512.

[10] Wu Y J, Du T S, Li F S, Li S E, Ding R S, Tong L. Quantification of maize water uptake from different layers and root zones under alternate furrow irrigation using stable oxygen isotope. Agricultural Water Management, 2016, 168: 35-44.

[11] Dawson T E, Ehleringer J R. Streamside trees that do not use stream water. Nature, 1991, 350(6316): 335-337.

[12] 巩国丽. 利用稳定氢氧同位素定量区分白刺水分来源的方法比较[D]. 石家庄: 河北师范大学, 2011.

[13] Ehleringer J R, Dawson T E. Water uptake by plants: perspectives from stable isotope composition. Plant, Cell & Environment, 1992, 15(9): 1073-1082.

[14] 孙双峰, 黄建辉, 林光辉, 赵威, 韩兴国. 稳定同位素技术在植物水分利用研究中的应用. 生态学报, 2005, 25(9): 2362-2371.

[15] Sun S J, Meng P, Zhang J S, Wan X C, Zheng N, He C X. Partitioning oak woodland evapotranspiration in the rocky mountainous area of North China was disturbed by foreign vapor, as estimated based on non-steady-state ^{18}O isotopic composition. Agricultural and Forest Meteorology, 2014, 184: 36-47.

[16] Hu Z M, Wen X F, Sun X M, Li L H, Yu G R, Lee X, Li S G. Partitioning of evapotranspiration through oxygen isotopic measurements of water pools and fluxes in a temperate grassland. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2014, 119(3): 358-372.

[17] 孙守家, 孟平, 张劲松, 何春霞, 郑宁. 华北低丘山区栓皮栎生态系统氧同位素日变化及蒸散定量区分. 生态学报, 2015, 35(8): 2592-2601.

[18] 林光辉. 稳定同位素生态学. 北京: 高等教育出版社, 2013: 217-218.

[19] Bigeleisen J. Statistical mechanics of isotope effects on the thermodynamic properties of condensed systems. The Journal of Chemical Physics, 1961, 34(5): 1485-1493.

[20] Craig H, Gordon L I. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere//Tongiorgi E, ed. Proceedings of the Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures. Pisa: Laboratory of Geology and Nuclear Science, 1965: 9-130.

[21] Merlivat L, Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1979, 84(C8): 5029-5033.

[22] Farquhar D. Biologically reversible phosphate and phosphonate protective groups: US, 4816570. 1989-03-28.

[23] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 1964, 16(4): 436-468.

[24] Welp L R, Lee X, Griffis T J, Wen X F, Xiao W, Li S G, Sun X M, Hu Z M, Martin M V, Huang J P. A meta-analysis of water vapor deuterium-excess in the midlatitude atmospheric surface layer. Global Biogeochemical Cycles, 2012, 26(3): GB3021.

[25] Uemura R, Matsui Y, Yoshimura K, Motoyama H, Yoshida N. Evidence of deuterium excess in water vapor as an indicator of ocean surface conditions. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2008, 113(D19): D19114.

[26] Simonin K A, Link P, Rempe D, Miller S, Oshun J, Bode C, Dietrich W E, Fung I, Dawson T E. Vegetation induced changes in the stable isotope composition of near surface humidity. Ecohydrology, 2014, 7(3): 936-949.

[27] Gat J R, Bowser C J, Kendall C. The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: estimate based on stable isotope data. Geophysical Research Letters, 1994, 21(7): 557-560.

[28] Aemisegger F, Pfahl S, Sodemann H, Lehner I, Seneviratne S I, Wernli H. Deuterium excess as a proxy for continental moisture recycling and plant transpiration. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 2013, 13(11): 29721-29784.

[29] Wen X F, Sun X M, Zhang S C, Yu G R, Sargent S D, Lee X. Continuous measurement of water vapor D/H and $^{18}O/^{16}O$ isotope ratios in the atmosphere. Journal of Hydrology, 2008, 349(3): 489-500.

[30] Zhang S C, Sun X M, Wang J L, Yu G R, Wen X F. Short-term variations of vapor isotope ratios reveal the influence of atmospheric processes. Journal of Geographical Sciences, 2011, 21(3): 401-416.

[31] Lai C T, Ehleringer J R. Deuterium excess reveals diurnal sources of water vapor in forest air. Oecologia, 2011, 165(1): 213-223.

[32] Rambo J P. Investigating forest-atmosphere water exchange with high frequency spectroscopy isotope observations[D]. Santiago: San Diego State University, 2013.

[33] Delattre H, Vallet-Coulomb C, Sonzogni C. Deuterium excess in the atmospheric water vapour of a Mediterranean coastal wetland: regional vs. local signatures. Atmospheric Chemistry and Physics, 2015, 15(17): 10167-10181.

[34] 谢宇龙, 章新平, 姚天次, 黄煌. 长沙近地面水汽中稳定同位素的监测与分析. 环境科学, 2016, 37(2): 475-481.

[35] Bastrikov V, Steen-Larsen H C, Masson-Delmotte V, Gribanov K, Cattani O, Jouzel J, Zakharov V. Continuous measurements of atmospheric water vapour isotopes in Western Siberia (Kourovka). Atmospheric Measurement Techniques, 2013, 7(6): 1763-1776.

[36] Lee X, Fuentes J D, Staebler R M, Neumann H H. Long-term observation of the atmospheric exchange of CO_2 with a temperate deciduous forest in southern Ontario, Canada. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1999, 104(D13): 15975-15984.

[37] Teklemariam T, Staebler R M, Barr A G. Eight years of carbon dioxide exchange above a mixed forest at Borden, Ontario. Agricultural and Forest Meteorology, 2009, 149(11): 2040-2053.

[38] Welp L R, Lee X, Kim K, Griffis T J, Billmark K A, Baker J M. $\delta^{18}O$ of water vapour, evapotranspiration and the sites of leaf water evaporation in a soybean canopy. Plant, Cell & Environment, 2008, 31(9): 1214-1228.

[39] Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 1961, 133(3465): 1702-1703.

[40] 王永森, 马振民, 徐征和. 基于瑞利分馏模式的水体蒸发线斜率模型. 水科学进展, 2011, 22(6): 795-800.

[41] Liu J R, Song X F, Yuan G F, Sun X M, Yang L H. Stable isotopic compositions of precipitation in China. Tellus Series B-Chemical & Physical Meteorology, 2014, 66: 22567.

[42] Twining J, Stone D, Tadros C, Henderson-Sellers A, Williams A. Moisture Isotopes in the Biosphere and Atmosphere (MIBA) in Australia: a priori estimates and preliminary observations of stable water isotopes in soil, plant and vapour for the Tumbarumba Field Campaign. Global and Planetary Change, 2006, 51(1): 59-72.

[43] Jasechko S, Gibson J J, Edwards T W D. Stable isotope mass balance of the Laurentian Great Lakes. Journal of Great Lakes Research, 2014, 40(2): 336-346.

[44] 徐敬争, 肖薇, 肖启涛, 王伟, 温学发, 胡诚, 刘诚, 刘寿东, 李旭辉. 湖水氢氧同位素组分的时间变化特征及影响因子分析. 环境科学, 2016, 37(7): 2470-2477.

[45] Kendall C, Coplen T B. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. Hydrological Processes, 2001, 15(7): 1363-1393.

[46] 吴华武, 章新平, 李小雁, 李静, 张剑明. 湘江流域中下游长沙地区不同水体中 $\delta^{18}O$、δD 的变化. 地理科学, 2014, 34(4): 488-495.

[47] Allison G B, Gat J R, Leaney F W J. The relationship between deuterium and oxygen-18 delta values in leaf water. Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 1985, 58(1/2): 145-156.

[48] 罗伦, 余武生, 万诗敏, 周平. 植物叶片水稳定同位素研究进展. 生态学报, 2013, 33(4): 1031-1041.

[49] Cooper L W, Deniro M J, Keeley J. The relationship between stable oxygen and hydrogen isotope ratios of water in astomatal plants//Taylor H P, O'Neil J R, Kaplan I R, eds. Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. San Antonio: The Geochemical Society, 1991: 247-255.

[50] Gat J R, Yakir D, Goodfriend G, Fritz P, Trimborn P, Lipp J, Gev I, Adar E, Waisel Y. Stable isotope composition of water in desert plants. Plant and Soil, 2007, 298(1/2): 31-45.

[51] Kim K, Lee X. Isotopic enrichment of liquid water during evaporation from water surfaces. Journal of Hydrology, 2011, 399(3): 364-375.

[52] Cappa C D, Hendricks M B, DePaolo D J, Cohen R C. Isotopic fractionation of water during evaporation. Journal of Geophysical Research:

Atmospheres, 2003, 108(D16): 4525.

[53] Wen X F, Zhang S C, Sun X M, Yu G R, Lee X H. Water vapor and precipitation isotope ratios in Beijing, China. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2010, 115(D1): D01103.

[54] Pfahl S, Wernli H. Air parcel trajectory analysis of stable isotopes in water vapor in the eastern Mediterranean. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2008, 113(D20): D20104.

[55] Gat J R. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1996, 24: 225-262.

[56] Flanagan L B, Ehleringer J R. Effects of mild water stress and diurnal changes in temperature and humidity on the stable oxygen and hydrogen isotopic composition of leaf water in *Cornus stolonifera* L. Plant Physiology, 1991, 97(1): 298-305.

[57] Yepez E A, Williams D G, Scott R L, Lin G H. Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor. Agricultural and Forest Meteorology, 2003, 119(1): 53-68.

[58] Wang X F, Yakir D. Temporal and spatial variations in the oxygen-18 content of leaf water in different plant species. Plant, Cell & Environment, 1995, 18(12): 1377-1385.

[59] Griffis T J, Sargent S D, Lee X, Baker J M, Greene J, Erickson M, Zhang X, Billmark K A, Schultz N, Xiao W, Hu N. Determining the oxygen isotope composition of evapotranspiration using eddy covariance. Boundary-Layer Meteorology, 2010, 137(2): 307-326.

[60] Cernusak L A, Farquhar G D, Pate J S. Environmental and physiological controls over oxygen and carbon isotope composition of Tasmanian blue gum, Eucalyptus globulus. Tree Physiology, 2005, 25(2): 129-146.

[61] Farquhar G D, Cernusak L A. On the isotopic composition of leaf water in the non-steady state. Functional Plant Biology, 2005, 32(4): 293-303.

[62] Xiao W, Lee X, Griffis T J, Kim K, Welp L R, Yu Q. A modeling investigation of canopy-air oxygen isotopic exchange of water vapor and carbon dioxide in a soybean field. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2010, 115(G1): G01004.